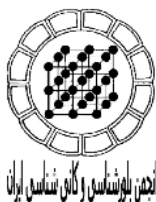
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارۀ چهارم، زمستان ۱۴۰۱، از صفحۀ ۶۶۷ تا ۶۸۲



[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

سنگ نگاری و شیمی کانی انواع مختلف سنگ‌های متاسوماتیتی در ارتباط با کانی‌زایی آهن- آپاتیت نوع کایرونا در منطقه بافق، با تمرکز بر کانسارهای چغارت و چادرملو، ایران مرکزی

سیده سمیه تیموری*[1]، منصور قربانی[1]، سروش مدبری[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۲۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۳/۱۸)

چکیده: کانسارهای آهن- آپاتیت چغارت و چادرملو در کرانه غربی قطعه بافق قرار دارند و پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین به سن نئوپروتروزوییک پسین، واحدهای رسوبی- آتشفشانی پرکامبرین پسین و توده‌های نفوذی پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین میزبان آنها در منطقه بافق هستند. خاستگاه و ارتباط سنگ‌هایی که از دیرباز با نام متاسوماتیت شناخته می‌شوند، همواره با پرسش همراه بوده است. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی انجام شده، پنج نوع دگرسانی گرمابی در این سنگ‌ها تشخیص داده شده است. قدیمی‌ترین آن‌ها، دگرسانی سدیمی بوده که در فواصل دورتر از ذخایر آهن رخ داده است و با حضور کانی آلبیت با بافت شطرنجی شناخته می‌شود. دگرسانی جوانتر سدیمی-کلسیمی، یک مدل دگرنهادی بزرگ و دو مرحله‌ای است که با حضور ترمولیت- اکتینولیت مشخص می‌شود و همزمان با کانی‌سازی آهن رخ داده است. دگرسانی پتاسیمی بعدی، در اثر هجوم مایع‌های غنی از پتاسیم و تشکیل فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه بوجود آمده است. دگرسانی‌های سیلیسی و سریسیتی بطور تأخیری در منطقه رخ داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کانسار آهن- آپاتیت؛ منطقه معدنی بافق؛ کانسار چادرملو؛ کانسار چغارت؛ کایرونا؛ دگرنهادی؛ شیمی کانی.*

مقدمه

در گستره کانسارهای آهن بافق، توده‌های نفوذی گرانیتوییدی منسوب به نوع زریگان- ناریگان، با سنگ میزبان کانه‌زایی آهن مجموعه درهمی را بوجود آورده‌اند. کارشناسان روسی شرکت تکنواکسپرت، برای کانسارهای آهن این ناحیه از ایران مرکزی خاستگاه دگرنهادی در نظر گرفتند و با توجه به ناشناخته بودن این سنگ‌ها، آنها را متاسوماتیت نامیدند. به باور بربریان [۱]، سنگ‌های گرانیتی منطقه معدنی چغارت با توجه به مقادیر بالای سدیم از نوع قلیایی هستند. بررسی‌های بعدی در منطقه بافق قلیایی بودن این سنگ‌ها را تأیید کرده است [۲، ۳]. بر اساس بررسی‌های پیشین انجام شده، کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق در رده کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت موسوم به نوع کایرونا قرار دارند [۴-۸]. کانسارهای نوع کایرونا، سامانه های کانه‌زایی آهن در ارتباط با دگرسانی قلیایی (IOAA) و شامل کانسارهای ذخایر اکسید آهن-مس (IOCG)، اکسید آهن-آپاتیت (IOA)، کربناتیت‌ها و کانسارهای اکسید آهن وابسته به فعالیت‌های آذرین قلیایی هستند [۹].

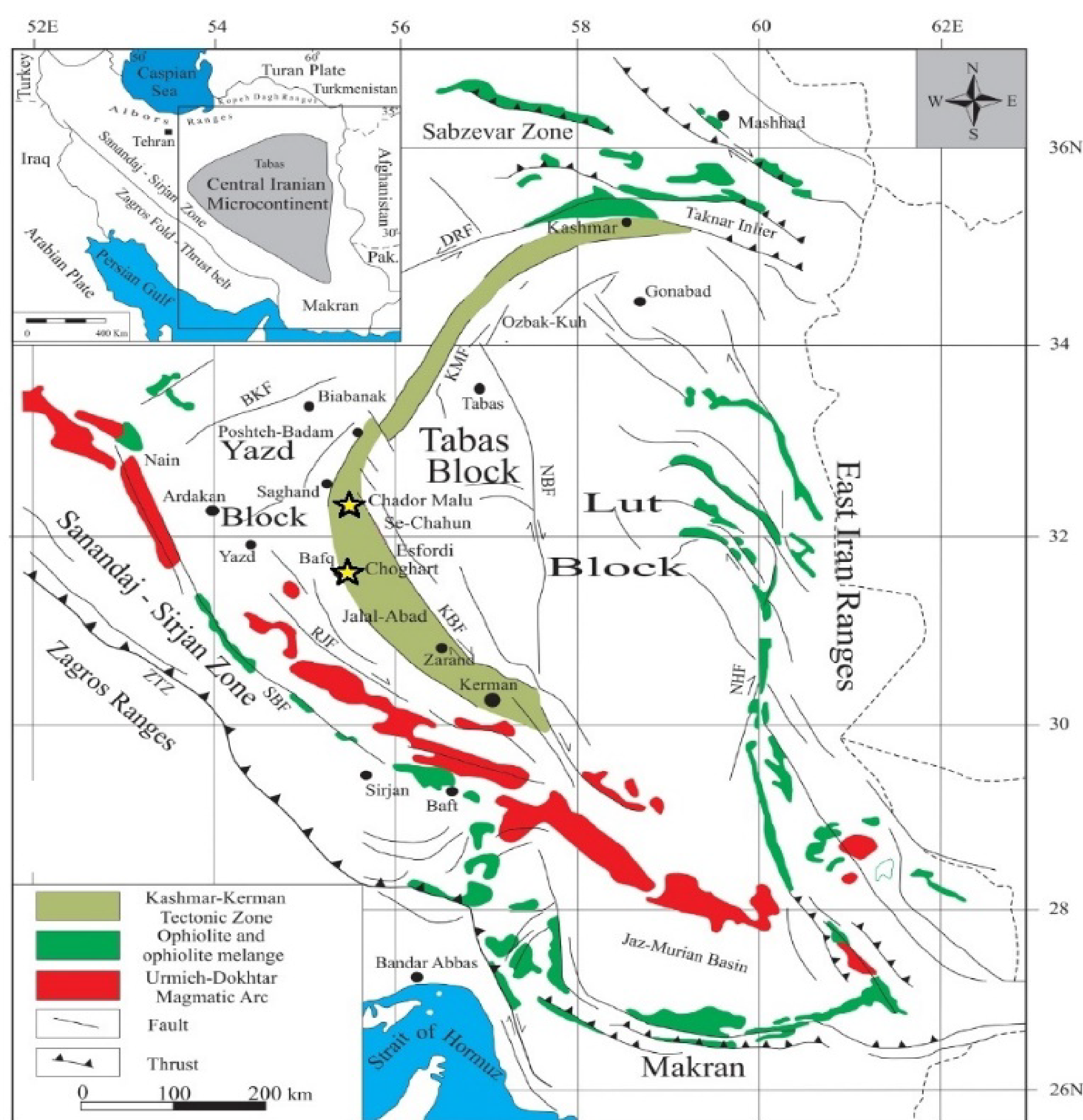
در یک رده‌بندی جدید، بر اساس سه معیار شرایط زمین شناسی و زمین‌ساخت، کانی‌شناسی اکسید-سولفید و ویژگی‌های زمین شیمی ذخایر معدنی، کانسارهای IOCG بخش بزرگی از گروه ذخایر سامانه‌های معدنی Cu-Au-Fe (CGI) را تشکیل می‌دهند [۱۰]. از ویژگی‌های بارز کانسارهای سامانه‌های معدنی CGI، وجود دگرسانی گرمابی غنی از سدیم ± کلسیم بوده که ترکیبی از کانی‌های غنی از آهن، کلسیم و پتاسیم، همراه با کانی‌سازی مس- طلاست [۱۰]. این ویژگی بویژه در کانسارهای نوع کایرونا IOA دیده می‌شود [۱۱، ۱۲].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۱۱۴۹۵۳۴۳، پست الکترونیکی: s_teimouri@sbu.ac.ir

سنگ‌های دگرنهاده منطقه بافق میزبان کانسارهای آهن در گستره معدنی بافق بوده [۱۳- ۱۵] که بیشتر با کانه‌زایی گسترده مگنتیت، مگنتیت- آپاتیت و آپاتیت همراه هستند [۱۶]. از جمله مهم‌ترین و بزرگ‌ترین این ذخایر آهن، می‌توان به کانسارهای آهن- آپاتیت چغارت و چادرملو اشاره کرد که در کرانه غربی قطعه بافق و کنار کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند (شکل ۱ الف). در این پژوهش، با بررسی کانی‌شناسی و زمین شیمی سامانه‌های دگرسانی که به عنوان سنگ میزبان ذخایر آهن در این مناطق معرفی می‌شوند، به بخشی از ابهامات موجود در زمین‌شناسی منطقه بافق پاسخ داده می‌شود.

مواد و روش‌ها

پس از نمونه‌برداری اصولی از رخنمون‌های دگرسان شده در معادن چغارت و چادرملو و آماده سازی ۱۲۰ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۱۵ نمونه شاخص و مناسب ارزیابی، برای تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی (EMP) به دانشگاه ارسطو در شهر تسالونیکی کشور یونان فرستاده شدند. تجزیه ریزپردازشی با دستگاه JEOLJSM-6390LV با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و جریان تابشی ۰٫۴ mA انجام شد. همچنین ۱۵ نمونه با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) هیتاچی S-3400N در گروه زمین‌شناسی دانشگاه گوتنبرگ توسط نویسنده اول در کشور سوئد بررسی شدند.

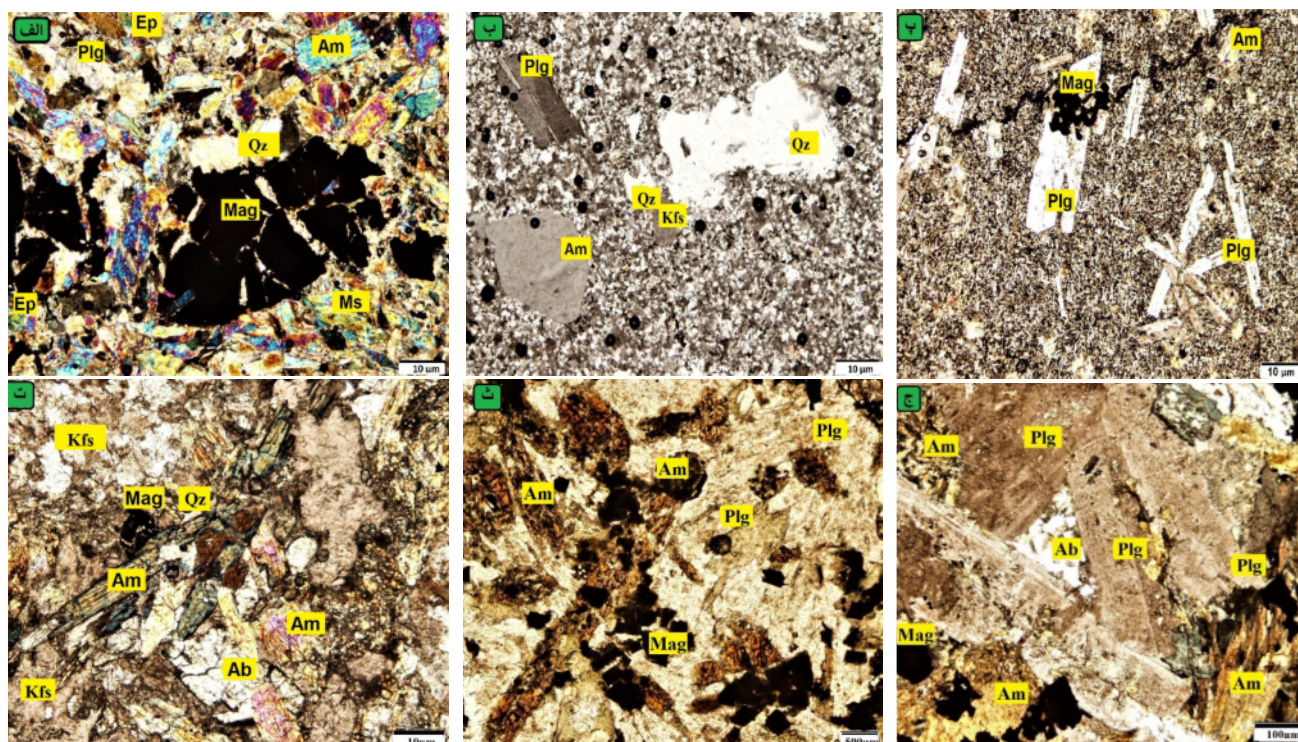


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران مرکزی [۱۷] که در آن معادن چغارت و چادرملو با علامت ستاره مشخص شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه بافق به عنوان یکی از غنی‌ترین پهنه‌های فلززایی ایران، میزبان کانسارهای متعدد و بزرگ آهن-آپاتیت، روی- سرب و آهن- منگنز ایران مرکزی است و پیامدهای کافت‌زایی، فعالیت ماگمایی و فلززایی از بارزترین ویژگی‌های آن هستند که در تشکیل ذخایر معدنی با خاستگاه های متفاوت کارساز بوده‌اند [۱۸]. تنوع سنگ‌شناسی قطعه بافق بسیار بوده و واحدهای سنگ‌شناسی آن در گستره زمانی پروتروزوئیک تا کامبرین و شامل رخساره‌های دگرگونی، واحدهای رسوبی- آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی هستند. قدیمی‌ترین سنگ‌های این پهنه را سازند دگرگونی تاشک (پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین منطقه بافق) به سن نئوپروتروزوییک پسین تشکیل می‌دهد [۱۷]. این پی‌سنگ قاره‌ای در اثر کوهزایی پان‌آفریقایی [۱۹] دچار دگرگونی، چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده است [۲۰]. در بخش جنوبی کانسار چغارت، سنگ‌های دگرگونی برونزد دارند و شامل میکاشیست‌های به‌شدت دگرگون شده، کوارتزیت، ماسه سنگ تیره و کمی گنیس و مرمر هستند. همچنین در بخش جنوب شرقی کانسار چادرملو، سنگ‌های کم‌دگرگون شده سازند سرکوه دیده می‌شوند که شامل شیست‌های فیلیتی سیاه‌رنگ و لایه‌های مرمر هستند [۲۱]. شیست‌ها دربردارنده میکا، کوارتز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و کمی پلاژیوکلاز بازمانده از سنگ اولیه هستند و با توجه به فراوانی ترمولیت و اکتینولیت در این سنگ‌ها، می‌توان آن‌ها را ترمولیت- اکتینولیت شیست نامگذاری کرد (شکل ۲ الف). واحد رسوبی- آتشفشانی سازند ریزو میزبان اصلی کانسارهای آهن-آپاتیت، کانسارهای آهن-منگنز و روی-سرب (SEDEX) در منطقه بافق است [۲۲]. سن این توالی آتشفشانی- رسوبی پرکامبرین پسین گزارش شده است [۲]، ولی در بررسی‌های اخیر سن کامبرین آغازین (۵۴۰ میلیون سال) را برای سنگ‌های آتشفشانی این واحد تعیین کرده‌اند [۲۳]. از فراوان‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه بافق ریولیت‌ها هستند که آنها را به سری ریزو و دزو به سن پرکامبرین پسین نسبت می‌دهند [۲۴]. سنگ‌های ریولیتی دارای کوارتز فراوان با بافت خلیجی، فلدسپار قلیایی نوع سانیدین و میکروکلین، پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند که دگرسانی‌های سریسیتی، کلریتی و رسی، تشخیص آنها را در برخی مقاطع دشوار کرده است (شکل ۲ ب). آندزیت‌ها مانند ریولیت‌ها از زمینه‌ای ریز بلور و گاه پوست ماری تشکیل شده‌اند که عمده بلورهای موجود در آن را کانی-های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کمی کوارتز تشکیل می-دهند. سنگ‌های تراکیتی با بافتی دانه درشت و زمینه‌ای از بلورهای ریز تا متوسط فلدسپار قلیایی همراه با بلورهای کمی درشت‌تر پلاژیوکلاز و آمفیبول قابل تشخیص هستند. سنگ-های بازالتی در منطقه چغارت و چادرملو بصورت دایک‌های دیابازی رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تیره با بافت پورفیری و گلومرو پورفیری در نتیجه قرارگیری تیغه‌های کانی پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۲ پ). توده‌های نفوذی با سن پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین وابسته به فاز کوهزایی پان آفریقایی هستند که در ایران مرکزی با نام توده‌های نفوذی زریگان و نریگان شناخته می‌شوند. همچنین فاز کوهزایی سیمرین پیشین و میانی و فاز کوهزایی پیرنه توده‌های نفوذی به نسبت گسترده‌ای را به ترتیب به سن تریاس- ژوراسیک و ائوسن پسین- الیگوسن در پهنه ایران مرکزی ایجاد کرده‌اند [۲۳]. سنگ‌های آذرین نفوذی در منطقه بافق به‌طور عمده از انواع اسیدی تا بازیک متغیر هستند و به صورت نفوذی عمیق و نیمه عمیق جایگزین شده‌اند. گرانیت‌ها بیشترین برونزد را در بین سنگ‌های نفوذی منطقه دارند که با توجه به دگرسانی‌های شدید سدیمی و کلسیمی به رنگ سفید تا سبز کمرنگ دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ بافت دانه‌ای و تا حدی میلونیتی نشان می‌دهند و از کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کوارتز، فلدسپار قلیایی و آمفیبول اشاره کرد (شکل ۲ ت). مونزونیت‌ها به نسبت دانه درشت هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کمی آمفیبول و کوارتز تشکیل شده‌اند. فدسپارهای قلیایی با مقداری برابر از پلاژیوکلازها بلورهای دانه درشتی را تشکیل داده و تا حدی دچار دگرسانی کائولینیتی و آلبیتی شده‌اند. دیوریت‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز دیده می‌شوند که علت اصلی آن بالا بودن میزان آمفیبول و دگرسانی‌های موجود در این سنگ‌هاست و در مقاطع میکروسکوپی، افزون بر هورنبلندهای تیغه‌ای و کشیده، دارای مقدار بالایی پلاژیوکلاز هستند که موجب تشکیل بافت دانه‌ای، بین دانه‌ای، بینسرتال و پورفیری در سنگ شده‌اند (شکل ۲ ث). سنگ‌های گابرویی بیشترین سنگ‌های بازیک را به ویژه در منطقه چادرملو تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن و آمفیبول اولیه و ثانویه هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]



شکل ۲ مقطع میکروسکپی از الف) ترمولیت- اکتینولیت شیست؛ ب درشت بلورهای کوارتز با بافت خلیجی در ریولیت؛ پ) بازالت دیابازی، ت) بلورهای آمفیبول ثانویه در شکستگی‌های گرانیت، ث) بلورهای کشیده آمفیبول در دیوریت‌ها و ج) کانی سازی آلبیت و آمفیبول در فضای خالی بین بلورهای پلاژیوکلاز در بافت بینسرتال یک سنگ گابرویی.

پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای خودشکل با ماکل کارلسباد و گاهی چندریخت، بافت پوست ماری و بینسرتال را در سنگ بوجود آورده‌اند که در فضای خالی بین کانی‌های پلاژیوکلاز، کانی‌زایی آلبیت و آمفیبول انجام شده است (شکل ۲ ج). در بافت‌های بین دانه‌ای، قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز، فضای چند وجهی ایجاد کرده که با کانی‌های فرومنیزین و آمفیبول پر می‌شود. نخست رشد بلورهای پلاژیوکلاز از یک مذاب موجب برخورد آنها با هم و توقف رشد شده و سپس کانی‌هایی چون آمفیبول در بین این بلورهای پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. این امر در ماگماهای با سرعت سردشدگی بالا و نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد. در این حالت، یک کانی فرصت کافی برای پر کردن فضای خالی ایجاد شده را ندارد و کانی‌های بعدی در این فضا قرار می‌گیرند [۲۴].

بحث

با توجه به بررسی‌های انجام شده، سنگ‌های دگرنهاده در نتیجه دگرسانی گرمابی که بطور گسترده در منطقه رخ داده و بر همه انواع سنگ‌ها و به ویژه سنگ‌های فلسی اثر داشته است تشکیل شده‌اند. در منطقه معدنی چادرملو، یک دگرسانی بسیار گسترده سنگ دیواره وجود دارد و بر اساس بررسی‌های زمین زمان شناسی اورانیم- سرب، اکسیژن و ایزوتوپ هافنیم انجام شده در این منطقه، تشکیل این کانسارها نتیجه یک فعالیت ماگمایی گرمابی درجه بالاست [۲۵، ۲۶]. بررسی‌های انجام شده بر کانسارهای مگنتیت نوع IOA و IOCG در دیگر مناطق جهان چون کانسارهای سرو نگرو، ال رومرال و ال لاکو بیانگر سامانه‌هایی است که در نتیجه شرایط ماگمایی آذرین دما بالا در اعماق تا شرایط سامانه گرمابی در اعماق کمتر بوجود آمده‌اند [۲۷-۳۰]. بارتون و جانسون [۳۱] بر اساس شواهد زمین‌شناسی و زمین شیمیایی نتیجه گرفتند که فرآیند ماگمایی مهمترین عامل تشکیل سیال‌های کانه‌ساز نوع IOA است. دگرسانی که در نتیجه سیال‌های ماگمایی روی می‌دهد شامل دگرسانی عمیق سدیمی- کلسیمی، دگرسانی نیمه عمیق پتاسیمی و دگرسانی سطحی سیلیسی و سریسیتی است [۳۲]. سامانی [۲] معتقد است که ماگماهای کربناتیتی و فعالیت ماگمایی قلیایی گرمابی از عوامل اصلی دگرسانی در منطقه بافق هستند و جمی [۵] نقش سیال‌های ماگمایی و بخار آب را در ایجاد کانسارهای آهن وابسته به دگرسانی در منطقه معدنی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

بافق تأیید کرده است. پژوهشگران بسیاری دلایل قانع کننده‌ای ارائه داده‌اند که فعالیت ماگمایی گرمابی ناشی از آب شور [۱۱] یا بخار آب شور (سطحی یا زیرزمینی) [۳۱] است و شرایط فشار- دما و ترکیب سنگ دیواره با شیمی محلول‌های کانه‌ساز کنترل می‌شود [۳۳،۳۱]. ترکیب شیمیایی، تخلخل و نزدیکی به پهنه کانی‌سازی از عوامل اصلی کنترل دگرسانی هستند، به طوری که پهنه‌های دگرسانی بزرگی در راستای گسل‌ها، پهنه‌های برشی و ناپیوستگی سنگ‌شناسی ایجاد شده‌اند. تشخیص روابط همبرزایی در سنگ‌های دگرنهاده براساس بافت درهم آن‌ها، بسیار مشکل است. با این حال، بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و میکروسکپی انجام شده بر سنگ‌های منطقه چغارت و چادرملو، همبری‌های دگرسانی در این منطقه معدنی شامل آلبیت، اکتینولیت، ترمولیت، سریسیت و کوارتز تشخیص داده شده‌اند. بر این اساس، پنج نوع اصلی دگرسانی در مناطق بافق شناسایی شده که با کاهش فشار و دما، افزایش گریزندگی اکسیژن و با فاصله زمانی کوتاه، درپی هم در سامانه‌های IOCG بوجود آمده‌اند [۳۴]. مهم‌ترین نوع دگرسانی، دگرسانی سدیمی بوده که با حضور کانی آلبیت در سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی قابل شناسایی است. دگرسانی سدیمی-کلسیمی نیز از دیگر دگرسانی‌های اصلی بوده که با حضور و فراوانی کانی‌های ترمولیت و اکتینولیت در سنگ‌های منطقه قابل شناسایی است. دگرسانی پتاسیمی با حضور و گسترش کانی فلدسپار قلیایی که بطور گسترده جایگزین آلبیت شده است و دگرسانی سریسیتی و سیلیسی که به‌طور تأخیری و پس از دگرسانی سدیمی و کلسیمی رخ می‌دهد [۳۵] از دیگر دگرسانی‌های مهم در منطقه هستند.

دگرنهادی سدیمی

این دگرسانی قدیمی‌ترین و ژرف‌ترین دگرسانی بوده که در دمای ۱۷۰ تا ۳۲۰ درجه سانتیگراد [۳۶] و در اثر یک سیال شور [۳۲] با فاصله کمی دورتر از ذخایر کانسار آهن در منطقه بافق رخ داده است. این دگرسانی بر همه انواع سنگ‌های میزبان [۷، ۱۴، ۳۶] اثر داشته و منجر به تبدیل پلاژیوکلازهای سدیم- کلسیم و درشت بلورهای فلدسپار قلیایی به دانه‌های درشت تا ریز آلبیت ثانویه و تشکیل کانی آلبیت در شکستگی‌ها و فضاهای خالی موجود در سنگ و در حالت شدید، منجر به ایجاد سنگ‌های غنی از آلبیت (آلبیتیت) شده است. ایجاد رنگ صورتی در آلبیت به علت وجود میانبارهای هماتیت دانه ریز [۷] و وجود بافت شطرنجی در آن‌ها به رویداد دگرنهادی سدیمی در فلدسپار پتاسیم اولیه نسبت داده می‌شود [۳۷] (شکل ۳ الف). با جایابی داده‌های تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) از دگرسانی سدیمی در یک سنگ شیستی در نمودار سه تایی Na-K-Ca ترکیب آن آلبیتی است (شکل ۳ ب). در تصویر از الکترون های پس پراکنده SEM (شکل ۳ پ)، دگرسانی سدیمی اولیه با دگرسانی سدیمی- کلسیمی جوان‌تر جایگزین شده که با حضور قطعه‌های آلبیت روی اکتینولیت و ترمولیت قابل شناسایی است. در طیف EDX آن (شکل ۳ ت)، امکان شناسایی و تشخیص کمی عناصر موجود در این تغییرات وجود دارد.

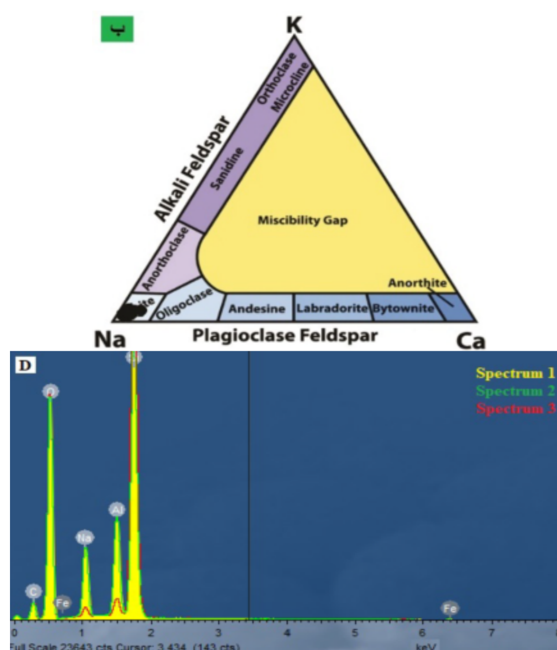
دگرنهادی کلسیمی

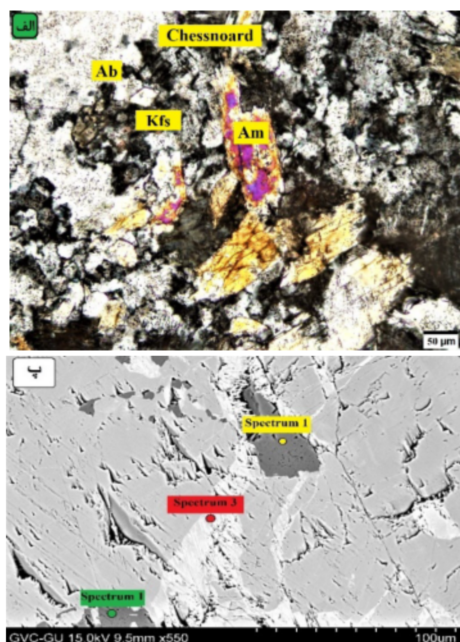
در لبه پهنه دگرسانی- دگرنهادی کانسارهای چغارت و چادرملو در منطقه بافق، مجموعه سبز رنگی دیده می‌شود که در نتیجه حضور آمفیبول‌های ثانویه (ترمولیت و اکتینولیت) ایجاد شده و افزون بر آمفیبول دارای آلبیت ثانویه و دیوپسید نیز است. این دگرسانی از نوع سدیمی-کلسیمی بوده و در ارتباط با کانی سازی آهن است [۴] و یک مدل دگرنهادی بزرگ و چند مرحله‌ای مرتبط با فعالیت ماگمایی کامبرین اولیه را نشان می‌دهد [۳۵، ۳۷]. با دگرسانی کلسیمی در پهنه‌های دگرسانی باعث قطع‌شدگی پهنه‌های دگرنهادی غنی از آلبیت شده، یک فاز دگرسانی کانه‌ساز جوانتر نسبت به دگرسانی سدیمی است.

در بیشتر سنگ‌های مناطق مورد بررسی، دگرسانی کلسیمی پیرامون و در راستای شکستگی‌های موجود در سنگ ایجاد شده است (شکل ۴ الف). بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای این نوع دگرسانی و جایابی آنها در نمودار Si نسبت به $Mg/Mg+Fe^{2+}$ [۳۸]، ترکیب اصلی این کانی‌های دگرسانی از نوع ترمولیت و اکتینولیت است (شکل ۴ ب). ترمولیت و اکتینولیت در نهشته‌های در شرایط گرمابی یافت شده [۷] و در نتیجه گردش مایع‌های با شوری بالا برآمده از ماگماهای اسیدی تا حدواسط [۳۹] در دمای بالاتر از ۲۸۰ درجه سانتی گراد، به دست می‌آیند [۴۰]. دگرسانی سدیمی-کلسیمی از آنجا که یک دگرسانی شدید در ناحیه بافق است، می‌توان گفت که وجود سیال‌های شور و بالا بودن نسبت سیال به سنگ باعث تشکیل آن شده است [۴۱]. چنان که در شکل ۴ پ دیده می‌شود، دگرسانی کلسیمی بطور گسترده پیرامون آمفیبول‌های اولیه سنگ و درون درزه، شکاف‌ها و رخ های آن دیده می‌شود. در شکل ۴ ت، می‌توان تفاوت ترکیب آمفیبول‌های ماگمایی و آمفیبول‌های ثانویه را مشاهده کرد. به نظر می‌رسد که دگرسانی کلسیمی در دو مرحله در منطقه معدنی بافق رخ داده و بر سنگ‌های این منطقه اثر گذاشته است (شکل ۴ ث). در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

مرحله اول، این دگرسانی منجر به تشکیل آمفیبول‌های ثانویه و همچنین تغییر ترکیب کانی‌های اولیه چون آمفیبول و پیروکسن‌های ماگمایی شده است. در مرحله بعد، اثر دوباره دگرسانی کلسیمی موجب تغییر ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های ثانویه گردیده است. این تغییرها را می‌توان در شکل ۴ ج دید.



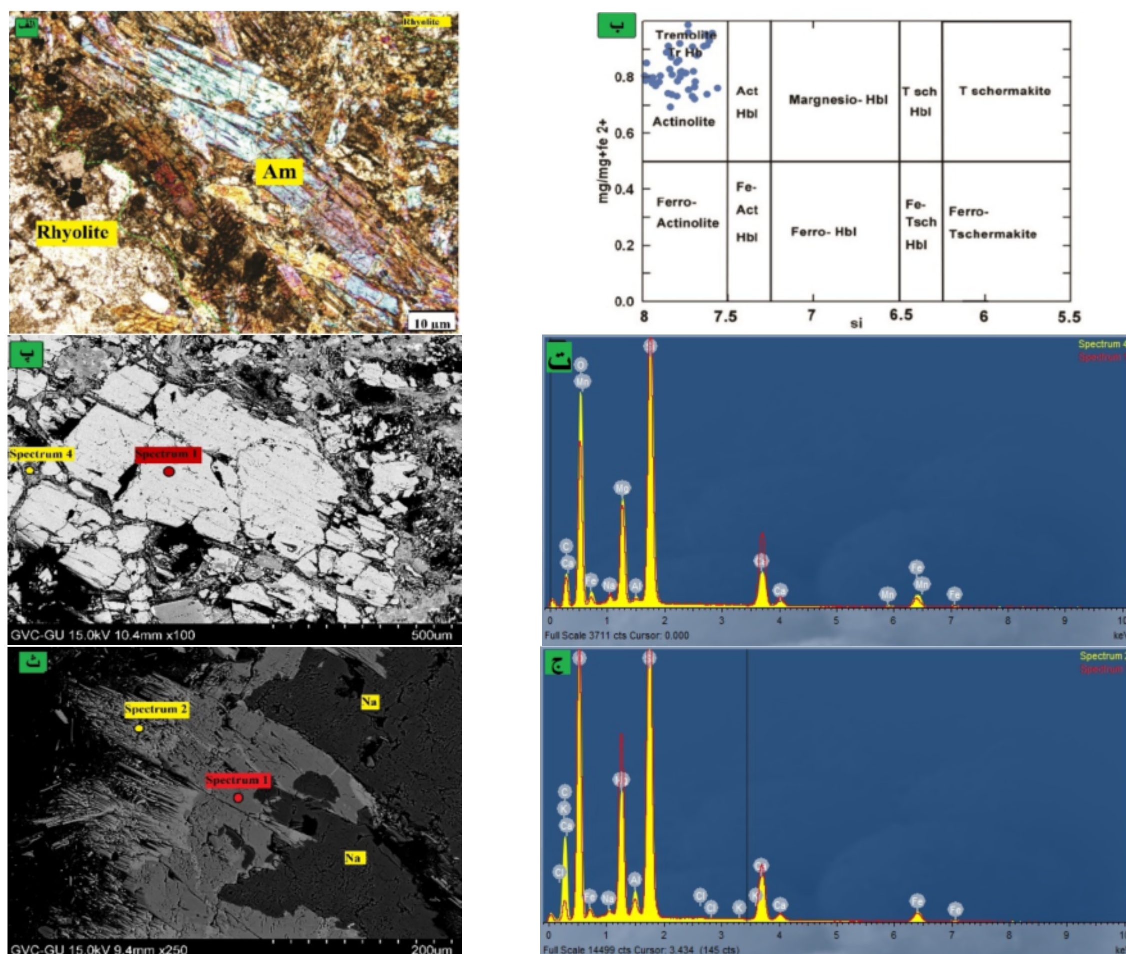


شکل ۳ الف: بافت شطرنجی مربوط به دگرنهادی سدیمی در یک سنگ با ترکیب حدواسط؛ ب: نمودار تعیین ترکیب دگرسانی سدیمی در سنگ-های شیستی [۴۲]؛ پ: تصویر SEM که تغییرات سدیم اولیه را با دگرسانی سدیمی-کلسیمی نشان می‌دهد؛ ت: نمودار EDX که در آن طیف‌های ۱ و ۲ مربوط به دگرسانی سدیمی و طیف ۳ مربوط به دگرسانی سدیمی-کلسیمی.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی از دگرسانی سدیمی در شکاف‌های یک سنگ شیستی. (تعداد یون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
SiO_2	۰۴/۰	۲۶/۲	۳۰/۲	۲۸/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۲۱/۰	۱۶/۰
Al_2O_3	۰۳/۰	۵۵/۰	۵۸/۰	۵۷/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	-۳۹/۱	۵۶/۲
Fe_2O_3	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۷۰/۰	۴۲/۰۰-
CaO	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۷۰/۰	۳۲/۰۰-
Na_2O	۰۱/۰	۱۸/۰	۱۹/۰	۱۹/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	-۴۲/۰	۶۰/۰۰-
K_2O	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۴۲/۰	۱۷/۱-
Sum	۰۳/۰	۰۳/۳	۰۶/۳	۰۴/۳	۰۱/۰	۰۰/۰	-۳۱/۰	۵۶/۰۰-
Ratio O/Sum	۰۲/۰	۶۲/۲	۶۴/۲	۶۸/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۲/۰	۵۵/۰۰-
Si	۰۴/۰	۲،۹۸	۰۱/۳	۹۹/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۱۴/۱	۴۱/۲
Al	۰۵/۰	۹۶/۰	۰۱/۱	۰۰/۱	۰۱/۰	۰۰/۰	-۶۹/۱	۲۰/۴
Fe_3	۰۳/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۱/۰	۳۹/۰۰-
Z	۰۱/۰	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۴/۰	۳۰/۱-
Ca	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۶۰/۰	۳۱/۰۰-
Na	۰۴/۰	۹۵/۰	۰۰/۱	۹۸/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۵۴/۰۰-	۱۸/۰۰-
K	۰۳/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۴۲/۰	۱۶/۱-
Or (K+Ba)	۷۸/۲	۰۰/۰	۷۸/۲	۱۶/۱	۹۳/۰	۸۱/۰	۴۲/۰	۱۶/۱-
Ab (Na)	۹۹/۳	۵۵/۹۵	۵۳/۹۹	۷۶/۹۷	۱۰/۱	۱۳/۱	-۳۴/۰	۴۸/۰۰-
An (Ca+Mn+Mg)	۴۴/۲	۰۰/۰	۴۴/۲	۰۸/۱	۶۸/۰	۴۴/۰	۶۰/۰	۳۰/۰۰-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]



شکل ۴ الف: آمفیبول‌های ثانویه در شکستگی ریولیت؛ ب: نمودار تعیین ترکیب آمفیبول [۳۸]؛ پ: تصویر پراکنش الکترونی دگرسانی کلسیمی؛ ت: تفاوت ترکیب آمفیبول‌های ماگمایی (طیف ۱) و آمفیبول‌های ثانویه (طیف ۴)؛ ث: تغییر ترکیب آمفیبول‌های ثانویه؛ ج: طیف ۱ مربوط به آمفیبول ثانویه برآمده از دگرسانی کلسیمی (مرحله اول) و طیف ۲، فاز دوم دگرسانی کلسیمی را نشان می‌دهد.

طیف ۱ مربوط به آمفیبول ثانویه بوده که در نتیجه دگرسانی کلسیمی (فاز اول) در شکستگی‌های یک سنگ سینیتی بوجود آمده است. این آمفیبول دارای منیزیم (۱۲٫۷۱ درصد) و کلسیم (۹٫۶ درصد) بیشتری نسبت به آمفیبول‌های فاز دوم دگرسانی بوده که در طیف ۲ (با Mg= 10.47، Ca= 7.56 درصد) نشان داده شده است. نتایج تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی از آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن در جدول ۲ آمده است. با جایابی نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی آمفیبول در سنگ‌های مختلف مناطق چغارت و چادرملو در نمودار مرجع [۳۸] همه آن‌ها در زیر گروه آمفیبول‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). با استفاده از نمودار Si نسبت به Na+Ca+K [۴۳]، می‌توان آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی را تفکیک کرد. بر این اساس، همه آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های برآمده از دگرگونی قرار دارند (شکل ۵ ب).

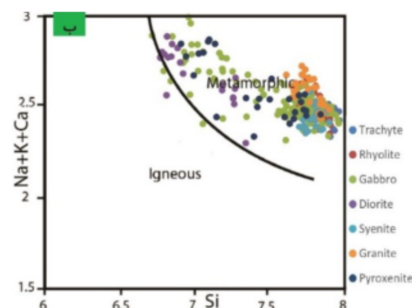
دگرنهادی پتاسیمی

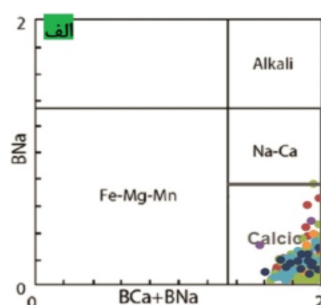
دگرسانی پتاسیمی بیشتر در دمای متوسط و در اثر گردش سیال‌های گرمابی پیرامون حفره‌های گرمابی بستر دریا [۴۴]، در نتیجه تبدیل کانی آلبیت ثانویه به فلدسپار پتاسیم، تغییر پلاژیوکلاز به فلدسپار پتاسیم و تبدیل هورنبلند و بیوتیت اولیه به بیوتیت ثانویه به دلیل هجوم سیال‌های غنی از پتاسیم [۴۵] رخ می‌دهد و با گسترش فلدسپار پتاسیم و بیوتیت در سنگ‌های میزبان همراه است. پولارد [۱۱] و سیلیتو [۱۲] این دگرسانی را مربوط به مایع‌های بسیار شور برآمده از ماگماهای حدواسط تا فلسیک می‌دانند. دگرسانی پتاسیم با تبادل قلیایی در سنگ‌هایی با مقادیر متوسط K_2O ایجاد شده [۳۳] و به دو

حالت رخ می‌دهد. در حالت اول، دگرسانی شامل کانی‌های بیوتیت فلدسپار پتاسیم است که اغلب با سیلیکات‌های کلسیم چون آمفیبول یا پیروکسن و کانی‌سازی مگنتیت-هماتیت ± Cu/Au و سایر فلزها همراه است. در حالت دیگر، دگرسانی از نوع سطحی است که کانی‌های اصلی فلدسپار پتاسیم و هماتیت هستند [۳۲]. ظهور کانی‌های غنی از پتاسیم نشان‌دهنده یک انتقال شیمیایی مهم در تکامل فرآیند گرمابی است که با فلدسپار پتاسیم، بیوتیت یا میکای سفید مشخص می‌شود [۱۰]. این دگرسانی ممکن است در مرحله دگرسانی کلسیک شروع شود و یا یک مرحله بعدی مجزا باشد که همراه با مجموعه‌هایی چون مگنتیت-بیوتیت یا مگنتیت- فلدسپار پتاسیم رخ دهد [۱۰]. در کانسارهای چادرملو و چغارت، دگرسانی پتاسیم با حضور مسکویت، سریسیت، بیوتیت (شکل ۶ الف) و میکروکلین (فلدسپارهای ثانویه پتاسیم‌دار) (شکل ۶ ب) و شسته شدن عناصر خاکی نادر (REE) از آپاتیت همراه است [۱۴]. در طیف پراکندگی انرژی پرتئی ایکس (EDX) شکل ۶ پ، دگرسانی پتاسیمی با تغییر بلورهای پلاژیوکلاز به فلدسپار پتاسیم و تشکیل روی دگرسانی کلسیمی اولیه در سنگ‌های میزبان تشخیص داده می‌شود. طیف ترکیبی این دگرسانی در شکل ۶ ت آورده شده است. نتایج تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی مربوط با کانی‌زایی پتاسیمی بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۳). براساس نمودار مرجع [۴۶] (شکل ۷ الف)، نمونه‌های میکای مورد بررسی در سنگ‌های بازالتی در گستره فلوگوپیت قرار دارند. ترکیب فلوگوپیتی میکاها در سنگ‌های بازالتی نشانگر وجود یک ماگمای غنی از منیزیم است. نمونه‌های مورد بررسی در سنگ-های دیوریتی بخشی از نوع بیوتیت و بخشی نیز از نوع فلوگوپیتی هستند. بالا بودن مقدار منیزیم و پایین بودن مقدار منگنز (جدول ۴) نشان دهنده شرایط دگرگونی در منطقه است [۴۲]. برای تفکیک بیوتیت‌های اولیه از ثانویه، از نمودار مرجع [۴۷] استفاده شد (شکل ۷ ب). چنان که دیده می‌شود، همه بیوتیت‌های مورد بررسی در سنگ‌های بازالتی و دیوریتی از نوع ثانویه هستند و در اثر محلول‌های گرمابی بوجود آمده‌اند.

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای ریزپردازشی از آمفیبول‌های ثانویه در ریولیت. (تعداد یون‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
Si	۰۴/۰	۲۶/۲	۳۰/۲	۲۸/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۲۱/۰	۱۶/۰
Al vi	۰۳/۰	۵۵/۰	۵۸/۰	۵۷/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۹/۱-	۵۶/۲
Ti	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۷۰/۰	۴۲/۰-
Fe^{2+}	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۶۰/۰	۳۲/۰-
Mn	۰۱/۰	۱۸/۰	۱۹/۰	۱۹/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۴۲/۰-	۶۰/۰-
Mg	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۴۲/۰	۱۷/۱-
Zn	۰۳/۰	۰۳/۳	۰۶/۳	۰۴/۳	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۱/۰-	۵۶/۰-
Na	۰۲/۰	۶۲/۲	۶۴/۲	۶۳/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۲/۰	۵۵/۰-
K	۰۴/۰	۹۸/۲	۰۱/۳	۹۹/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۱۴/۱	۴۱/۲
Ba	۰۵/۰	۹۶/۰	۰۱/۱	۰۰/۱	۰۱/۰	۰،۰۰	۶۹/۱-	۲۰/۴
Sr	۰۳/۰	۰۰/۰	۰،۰۳	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۱/۰	۳۹/۰-
Total	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۱۰/۰	۰۰/۰	۶۰/۰	۳۱/۰-



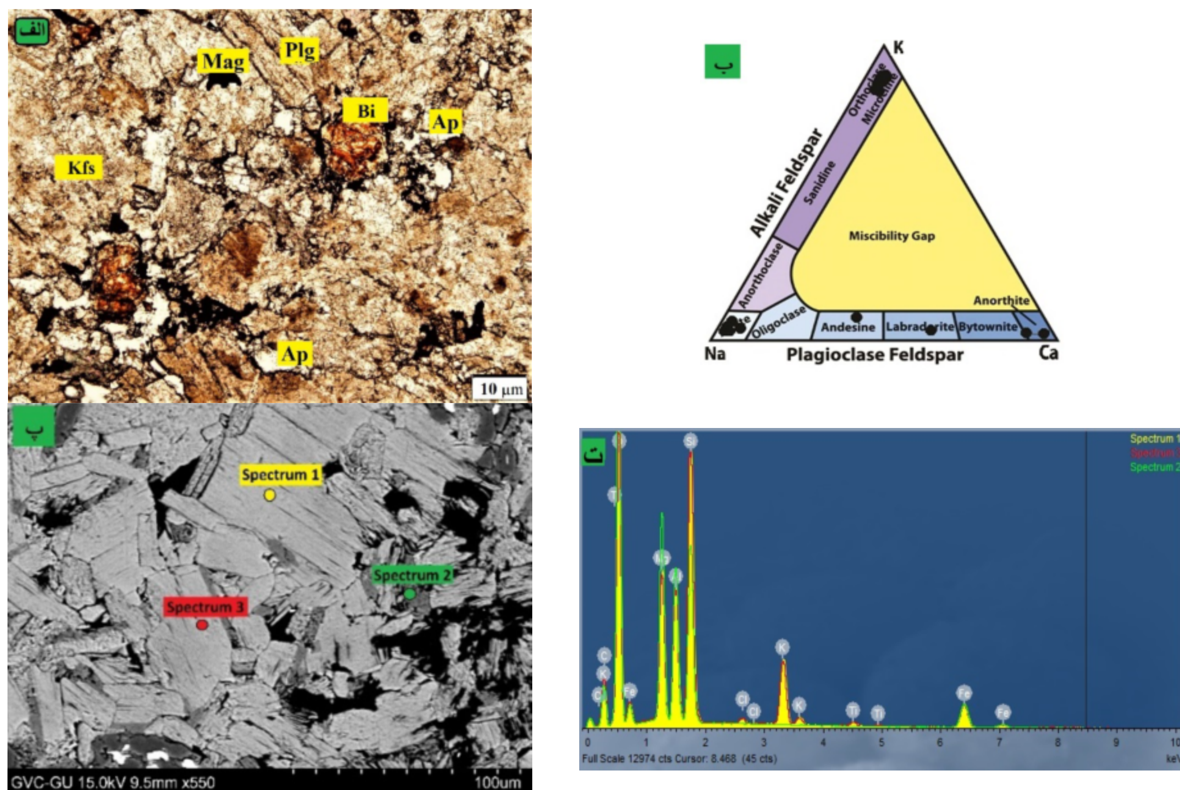


شکل ۵ الف: قرارگیری آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره کلسیمی نمودار مرجع [۳۸]؛ ب: تفکیک آمفیبول‌های ناشی از فرآیندهای آذرین و دگرگونی [۴۳].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

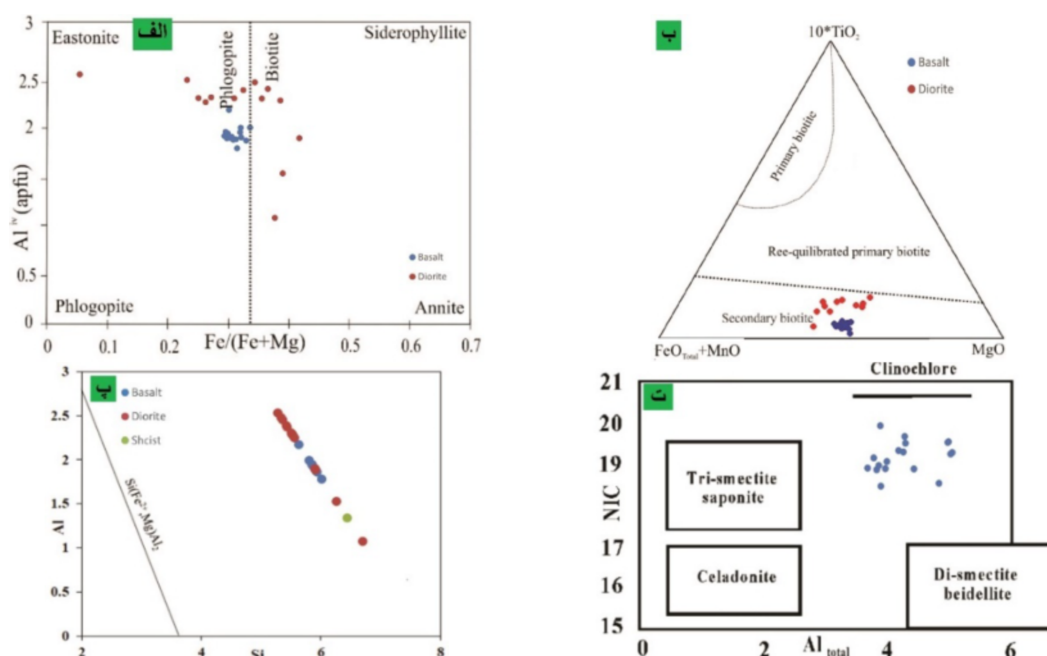


شکل ۶ الف: دگرسانی پتاسیمی و تبدیل پلاژیوکلاز به فلدسپار پتاسیم؛ ب: نمودار سه تایی تعیین ترکیب دگرسانی سدیمی و پتاسیمی [۴۲]؛ پ: پراکنش الکترونی از دگرسانی پتاسیمی؛ ت: نمودار EDX که در آن، طیف‌های ۱ و ۳ مربوط به دگرسانی پتاسیمی و طیف ۲ مربوط بـه دگرسانی کلسیمی است.

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی سازی پتاسیمی در بازالت. (تعداد یون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
SiO2	۰۴/۰	۲۶/۲	۳۰/۲	۲۸/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۲۱/۰	۱۶/۰
Al2O3	۰۳/۰	۵۵/۰	۵۸/۰	۵۷/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۹/۱-	۵۶/۲
Fe2O3	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۷۰/۰	۴۲/۰-
CaO	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۶۰/۰	۳۲/۰-
Na2O	۰۱/۰	۱۸/۰	۱۹/۰	۱۹/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۴۲/۰-	۶۰/۰-
K2O	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۴۲/۰	۱۷/۱-
Sum	۰۳/۰	۰۳/۳	۰۶/۳	۰۴/۳	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۱/۰-	۵۶/۰-
Ratio O/Sum	۰۲/۰	۶۲/۲	۶۴/۲	۶۳/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۲/۰	۵۵/۰-
Si	۰۴/۰	۹۸/۲	۰۱/۳	۹۹/۲	۰۱/۰	۰۰/۰	۱۴/۱	۴۱/۲
Al	۰۵/۰	۹۶/۰	۰۱/۱	۰۰/۱	۰۱/۰	۰۰/۰	۶۹/۱-	۲۰/۴
Fe3	۰۳/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۱/۰	۳۹/۰
Z	۰۱/۰	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۴/۰	۳۰/۱-
Ca	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۶۰/۰	۳۱/۰-
Na	۰۴/۰	۹۵/۰	۰۰/۱	۹۸/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۵۴/۰-	۱۸/۰-
K	۰۳/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۴۲/۰	۱۶/۱-
X	۰۱/۰	۰۰/۱	۰۰/۱	۰۰/۱	۰۰/۰	۰۰/۰	۸۰/۰	۲۶/۰
Or (K+Ba)	۷۸/۲	۰۰/۰	۷۸/۲	۱۶/۱	۹۳/۰	۸۱/۰	۴۲/۰	۱۶/۱-
Ab (Na)	۹۹/۳	۵۵/۹۵	۵۳/۹۹	۷۶/۹۷	۱۰/۱	۱۳/۱	۳۴/۰-	۴۸/۰-
An (Ca+Mn+Mg)	۴۴/۲	۰۰/۰	۴۴/۲	۰۸/۱	۶۸/۰	۰،۴۴	۶۰/۰-	۳۰/۰-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]



شکل ۷ الف: ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت در نمونه‌های مورد بررسی [۴۶]؛ ب: نمودار سه تایی مرجع [۴۷]؛ پ: نمودار Si نسبت به Al که ترکیب فنژیت را نشان می‌دهد؛ ت: جایابی ترکیب شیمیایی کلریت‌های بررسی شده در نمودار مرجع [۴۸].

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌های ثانویه در سنگ‌های بازالتی و دیوریتی.

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
Si	۴۹٫۱	۴۱٫۵	۹۰٫۶	۹۱٫۵	۳۲٫۰	۱۰٫۰	۸۱٫۰	۹۷٫۱
Al IV	۴۹٫۱	۱۰٫۱	۵۶٫۲	۰۹٫۲	۳۲٫۰	۱۰٫۰	۸۱٫۰-	۹۷٫۱
Al VI	۰۵٫۴	۰۳٫۰	۰۸٫۴	۸۳٫۰	۱۱٫۱	۲۰٫۱	۲۴٫۲	۶۱٫۳
Ti	۵۱٫۰	۰۰٫۰	۵۱٫۰	۲۲٫۰	۱۵٫۰	۰۲٫۰	۶۱٫۰	۰۲٫۱-
Fe2	۹۳٫۱	۰۰٫۰	۹۳٫۱	۳۶٫۱	۵۶٫۰	۳۰٫۰	۵۸٫۱-	۲۲٫۱
Mn	۰۹٫۰	۰۰٫۰	۰۹٫۰	۰۲٫۰	۰۲٫۰	۰۰٫۰	۹۹٫۰	۳۹٫۰
Mg	۲۱٫۵	۰۰٫۰	۲۱٫۴	۰۳٫۳	۱۷٫۱	۳۳٫۱	۶۸٫۱-	۵۶٫۲
Cr	۰۷٫۰	۰۰٫۰	۰۷٫۰	۰۱٫۰	۰۱٫۰	۰۰٫۰	۶۹٫۳	۱۳٫۱۵
Y	۰۵٫۲	۰۲٫۴	۰۸٫۶	۴۷٫۵	۵۸٫۰	۳۲٫۰	۱۰٫۲-	۹۸٫۲
Ca	۱۲٫۰	۰۰٫۰	۱۲٫۰	۰۱٫۰	۰۲٫۰	۰۰٫۰	۸۵٫۲	۲۴٫۱۶
Na	۲۵٫۰	۰۰٫۰	۲۵٫۰	۰۸٫۰	۰۸٫۰	۰۱٫۰	۸۷٫۰	۴۹٫۰-
K	۴۶٫۰	۵۱٫۱	۹۸٫۱	۷۸٫۱	۱۱٫۰	۰۱٫۰	۱۹٫۰-	۰۹٫۰
X	۳۴٫۰	۶۶٫۱	۰۱٫۲	۸۶٫۱	۰۹٫۰	۰۱٫۰	۴۹٫۰-	۳۵٫۰-
SiO2	۱۲٫۱۵	۰۰٫۳۷	۱۲٫۵۲	۰۴٫۴۱	۲۸٫۳	۴۱٫۱۰	۶۹٫۱	۶۹٫۳
TiO2	۳۷٫۴	۲۳٫۰	۶۰٫۴	۱۳٫۲	۳۹٫۱	۸۶٫۱	۵۴٫۰	۲۷٫۱-
Al2O3	۷۵٫۲۴	۹۴٫۱۳	۹۶٫۳۸	۳۵٫۱۷	۶۳٫۶	۴۹٫۴۲	۴۵٫۲	۹۹٫۴
FeO	۵۸٫۱۵	۰۰٫۰	۵۸٫۱۵	۱۰٫۱۱	۴۷٫۴	۲۸٫۱۹	۶۱٫۱-	۱،۳۱
MnO	۶۸٫۰	۰۰٫۰	۶۸٫۰	۲۷٫۰	۱۵٫۰	۰۲٫۰	۴۲٫۰	۹۶٫۰
MgO	۴۴٫۲۵	۰۰٫۰	۴۴٫۲۵	۹۴٫۱۳	۴۶٫۵	۸۲٫۲۸	۴۸٫۱-	۶۱٫۲
CaO	۷۴٫۰	۰۰٫۰	۷۴٫۰	۱۶٫۰	۲۲٫۰	۰۴٫۰	۳۶٫۲	۷۳٫۵
Na2O	۸۶٫۰	۰۳٫۰	۸۹٫۰	۳۷٫۰	۲۷٫۰	۰۷٫۰	۶۱٫۰	۹۴٫۰-
K2O	۵۹٫۲	۰۱٫۸	۶۰٫۱۰	۶۷٫۹	۶۶٫۰	۴۲٫۰	۴۵٫۰-	۲۲٫۰-

فازهای دگرنهادی پس از کانه‌زایی

پس از مراحل اصلی کانه‌زایی در منطقه معدنی بافق، واکنش بین سنگ میزبان و سیال‌های گرمابی تکامل‌یافته باعث ایجاد نوعی دگرسانی کم عمق، تأخیری و دما پایین در این منطقه شده است که در نتیجه گردش سیال‌های باقیمانده پس از کانه‌زایی رخ می‌دهد. نوع و شدت این دگرسانی‌های سطحی در منطقه بافق متفاوت است. مهم‌ترین این فازهای دگرسانی شامل سریسیتی شدن و دگرسانی سیلیسی، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن و کربناتیتی شدن هستند که توسط سیال‌های سطحی با دمای پایین (۱۸۰-۲۵۰ درجه سانتیگراد) [۴۹] طی یا پس از کانه‌زایی ایجاد می‌شوند. دگرسانی سریسیتی با جانشینی مسکوویت دانه ریز یا سریسیت بر کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی مشخص می‌شود. براساس جایابی قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Si نسبت به Al (شکل ۷ پ)، همه میکاهای سفید ترکیب فنژیت را نشان می‌دهند. این ترکیب از ویژگی‌های دگرگونی درجه پایین است و در رخساره شیست سبز دیده می‌شود. در کانی فنژیت، Mg یا Fe^{+2} جایگزین Al موجود می‌شود و نسبت Si:Al در آن بیش از ۳:۱ است. در این نمودار، قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط $Si(Fe^{2+},Mg)Al_2$ بیانگر مقادیر پایین Fe^{+3} است [۵۰]. در نتیجه دگرسانی سیلیسی، کوارتز دانه ریز در زمینه سنگ تشکیل شده و یا کوارتز ثانویه جدید بر کوارتز اولیه رشد می‌کند. کوارتز به عنوان فاز نهایی جایگزین کانی‌های اکتینولیت‌دار شده که در همبرزایی به عنوان یک فاز پسا- اکتینولیت معرفی می‌گردد. دگرسانی کلریتی در سنگ‌های ریولیتی و توف‌های دگرسان شده تشکیل شده و منجر به افزایش مقدار MgO در این سنگ‌ها گردیده است. کلریت در دمای متوسط تا پایین (کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد) جایگزین کانی‌های مافیک می‌شود [۴۹]. کلریت‌ها کانی‌های دگرگونی و از شاخص‌های اصلی رخساره شیست سبز هستند [۵۱] و به‌صورت یک فاز ثانویه کانی‌زایی در نتیجه دگرگونی پسرونده و کلریتی شدن بیوتیت و آمفیبول بوجود می‌آیند. همچنین این کانی می‌تواند در اثر دگرسانی گرمابی نیز در سنگ‌های میزبان تشکیل گردد. نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت‌های موجود در منطقه در جدول ۵ آورده شده و در نمودار کاتیون‌های غیر لایه‌ای (NIC) نسبت به آلومینیم کل (Al T) [۴۸] ترکیب شیمیایی آن‌ها بررسی گردیده است. در این نمودار، مقدار NIC بین ۱۸ تا ۲۰ متغیر است. این تشابه در مقدار کاتیون‌های غیر لایه‌ای نیز تاثیر یک محلول ماگمایی واحد با ترکیب شیمیایی یکسان را تایید می‌کند که همراه با کاهش دما بر سنگ‌های منطقه اثرگذاشته است.

حضور کانی اپیدوت در سنگ‌های آذرین منطقه نتیجه دگرسانی برخی از کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده است. همچنین در برخی از سنگ‌ها کانی سازی اپیدوت ثانویه را می‌توان در رگه‌ها و شکاف‌های موجود در سنگ مشاهده کرد. در مقایسه نمونه‌های مورد بررسی بر اساس میانگین درصد اکسیدهای اصلی، بیشترین مقدار (۳۰ تا ۴۰ درصد) مربوط به SiO_2 است. پس از آن، اکسید آلومینیم (۲۵-۱۸ درصد)، اکسید کلسیم (۲۳-۱۲ درصد) و اکسید آهن (۱۶-۹ درصد) بترتیب بیشترین مقدار را در نمونه‌های مورد بررسی دارند (جدول ۶). از آنجا که ترکیب شیمیایی کانی اپیدوت با ترکیب شیمیایی کل سنگ همخوانی دارد، این امر را می‌توان به دگرسانی سیلیسی و اضافه شدن سیلیس و H_2O در نتیجه نفوذ سیال‌های گرمابی و محلول‌های برآمده از فرآیند دگرسانی مربوط دانست. برای تشخیص نوع اپیدوت از شاخص پیستاسیت استفاده می‌شود:

$$Ps= 100Fe^{3+}/(Fe^{3+} +Al) \quad (۱)$$

با اندازه‌گیری میانگین پارامترهای رابطه بالا در ترکیب اپیدوتیت‌های منطقه، میانگین این شاخص ۳۴٫۵۳ درصد محاسبه شد. که بر این اساس ترکیب اپیدوت‌های مورد بررسی، در گستره اپیدوت‌های ناشی از دگرسانی قرار دارد. مقدار بالای پیستاسیت در اپیدوت‌ها با گریزندگی بالای اکسیژن و حضور کانی مگنتیت در این سنگ‌ها همخوانی دارد. کانی مگنتیت در این سامانه در یک میانگیری هماتیت- مگنتیت عمل می‌کند. این ترکیب و مقدار پیستاسیت در اپیدوت‌ها تأییدی بر خاستگاه گرمابی این کانی در پهنه‌های دگرسانی است. از آنجا که مجموعه دگرسانی در بررسی‌های میکروسکپی شامل اپیدوت همراه با کلریت و اکتینولیت و در دماهای بالاتر سریسیت است، می‌توان این دگرسانی را پروپیلیتی دانست که در دمای پایین بصورت جانشینی کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیمی و فرومنیزین‌ها تشکیل می‌شود [۵۲]. دگرسانی کربناتیتی تأخیری در سنگ‌های میزبان مختلفی قابل تشخیص است. در سنگ‌های میزبان گابرویی و دیوریتی دگرسان شده چون دایک‌های دیابازی و سنگ مادر مگنتیت، کلسیت ثانویه در رگه‌های کلسیتی به صورت موضعی جایگزین پلاژیوکلازهای اولیه شده است. کربناتیتی شدن بصورت تأخیری در فرآیند تشکیل ماده معدنی و کانی سازی آهن- آپاتیت رخ می‌دهد [۱۶].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی کلریت در سنگ‌های بازالتی و شیست.

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
Si	۹۱/۰	۳۴/۵	۲۵/۶	۸۵/۵	۳۴/۰	۱۱/۰	۴۹/۰-	۴۲/۱-
Ti	۲۰/۰	۰۰/۰	۲۰/۰	۰۷/۰	۰۸/۰	۰۱/۰	۶۹/۰	۳۹/۱-
Al	۴۱/۱	۸۶/۳	۲۷/۵	۵۱/۴	۵۴/۰	۲۷/۰	۴۸/۰	۵۸/۱-
Cr	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۷۰/۳	۹۶/۱۳
Fe^{3+}	۴۱/۰	۰۰/۰	۴۱/۰	۱۸/۰	۱۳/۰	۰۲/۰	۱۲/۰	-۱۳/۱
Fe^{2+}	۰۸/۶	۱۹/۱	۲۷/۷	۰۳/۴	۹۱/۱	۳۹/۳	۲۹/۰	۸۴/۰-
Mn	۳۶/۰	۰۰/۰	۳۶/۰	۰۸/۰	۱۳/۰	۰۱/۰	۷۰/۱	۳۲/۱
Mg	۹۳/۷	۲۹/۱	۲۲/۹	۸۱/۴	۳۹/۲	۳۴/۵	۰۶/۰	۸۱/۰-
Ni	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۶۸/۳	۸۰/۱۳
Zn	۰۴/۰	۰۰/۰	۰۴/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۹/۱	۵۸/۱
Ca	۱۶/۰	۰۰/۰	۱۶/۰	۰۴/۰	۰۵/۰	۰۰/۰	۲۷/۱	۵۵/۰
Na	۳۳/۰	۰۰/۰	۳۳/۰	۱۱/۰	۱۱/۰	۰۱/۰	۰۴/۱	۱۹/۰
K	۵۸/۰	۰۰/۰	۵۸/۰	۱۸/۰	۱۸/۰	۰۳/۰	۸۶/۰	۱۲/۰
Ba	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۶۵/۳	۶۶/۱۳
Rb	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۱۹/۳	۸۱/۱۰
F	۱۸/۰	۰۰/۰	۱۸/۰	۰۳/۰	۰۶/۰	۰۰/۰	۱۹/۲	۵۷/۳
Cl	۰۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰/۰	۰،۰۰	۰۰/۰	۶۷/۱	۹۱/۰
OH^*	۱۸/۰	۸۵/۱۵	۰۰/۱۶	۹۷/۱۵	۰۶/۰	۰۰/۰	۱۶/۲-	۴۲/۳
FeO calc	۴۴/۳۱	۳۶/۵	۸۰/۳۷	۵۲/۲۲	۶۵/۹	۸۳/۸۶	۰۱/۰	۰۱/۱-
Fe_2O_3 calc	۴۶/۲	۰۰/۰	۴۶/۲	۱۴/۱	۸۱/۰	۶۱/۰	۰۳/۰	۳۰/۱-

جدول ۶ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی اپیدوت در سنگ‌های گابرویی.

	Range	Minimum	Maximum	Mean	Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
Si	۰۸/۰	۹۲/۲	۰۰/۳	۹۷/۲	۰۳/۰	۰۰/۰	۸۹/۰-	۷۰/۰-
Ti	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۱۳/۱	۲۶/۰-
Al	۸۷/۰	۵۶/۱	۴۳/۲	۰۳/۲	۲۶/۰	۰۸/۰	۰۱/۰	۶۹/۱-
Fe2	۶۷/۰	۶۲/۰	۲۹/۱	۹۲/۰	۲۳/۰	۰۵/۰	۰۲/۰	۷۱/۱-
Mg	۲۴/۰	۰۰/۰	۲۴/۰	۰۷/۰	۰۷/۰	۰/۰	۰۶/۱	۶۷/۰
Mn	۰۴/۰	۰۰/۰	۰۴/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۳۸/۲	۶۲/۶
Ca	۸۴/۰	۱۶/۱	۰۰/۲	۶۱/۱	۳۶/۰	۱۲/۰	۰۱/۰	۱۵/۲-
Na	۰۳/۰	۰۰/۰	۰۳/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۵/۱	۶۵/۰-
K	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۲/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۱/۱	۷۷/۱
La	۱۸/۰	۰۰/۰	۱۸/۰	۰۷/۰	۰۷/۰	۰۰/۰	۲۵/۰	۷۶/۱-
Ce	۴۸/۰	۰۰/۰	۴۸/۰	۱۸/۰	۱۹/۰	۰۳/۰	۲۱/۰	۷۹/۱-
Nd	۲۳/۰	۰۰/۰	۲۳/۰	۰۹/۰	۰۹/۰	۰۱/۰	۱۳/۰	۸۷/۱-
Sm	۱۰/۰	۰۰/۰	۱۰/۰	۰۲/۰	۰۳/۰	۰/۰	۴۶/۱	۱۱/۱
Y	۰۴/۰	۰۰/۰	۰۴/۰	۰۱/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۷۵/۱	۳۵/۱
Th	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۱/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۰۰/۰	۹۸/۰	۹۰/۰-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

برداشت

کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق زیرگروه اکسیدهای آهن-آپاتیت (IOA) شناخته می‌شوند که زیر مجموعه ذخایر سولفید آهن-مس-طلا (ISCG) هستند. وجود دگرسانی گرمابی غنی از سدیم ± کلسیم اولیه از شواهد مهم این ذخایر معدنی است که اغلب با مجموعه‌های دگرسانی نشان‌دهنده دگرنهادی‌های Ca-Fe و Fe-K شناخته می‌شوند. بررسی‌های سنگ نگاری و شیمی کانی انجام شده گویای عملکرد گسترده فرایندهای دگرسانی گرمابی در گستره‌های معدنی چغارت و چادرملو است. این دگرسانی‌ها بطور کلی به پنج نوع تقسیم می‌شوند و شامل دگرسانی‌های سدیمی، کلسیمی، پتاسیمی و دگرسانی‌های سریسیتی و سیلیسی تأخیری هستند. براساس بررسی های انجام شده می‌توان گفت که دگرسانی سدیمی اولیه (آلبیتی شدن) به دلیل نفوذ سیال‌های گرمابی در راستای مناطق شکستگی در کانسارهای معدنی بافق و دور از ذخایر آهن رخ داده و دگرسانی کلسیمی و پتاسیمی بعدی با توسعه ناحیه برشی در منطقه گسترش یافته است. دگرسانی سدیمی-کلسیمی یک دگرسانی دو مرحله‌ای است که در پی نفوذ سیال‌های گرمابی به درون سنگ‌های فلسیک و بویژه ریولیت‌ها در مناطق برشی گسترش یافته و با کانی‌زایی آهن همراه است. سیال‌های گرمابی همچنین موجب دگرسانی پتاسیمی و تشکیل میکروکلین و بیوتیت ثانویه شده‌اند. دگرسانی‌های سیلیسی و سریسیتی، کربناتیتی شدن و اپیدوتیتی شدن نیز به احتمال بسیار مربوط به پهنه دگرسانی پروپیلیتی هستند که در آن مجموعه دگرسانی دربردارنده سریسیت، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت است. با توجه به مجموعه‌های کانی‌شناسی موجود در سنگ‌های دگرنهاده منطقه، دگرسانی نخست در دمای بالا (شامل مجموعه‌های کانی‌شناسی پتاسیم، کلسیم، آمفیبول کلسیمی، بیوتیت، مگنتیت، کربنات، فلدسپار پتاسیم و به مقدار کمتر و غیر معمول کلینوپیروکسن غنی از Ca-Fe و سیلیکات-های آهن) رخ داده است و سپس همبرزایی‌های دمای پایین دگرسانی (کانی‌های دارای عناصر Fe-Cu-Au شامل هماتیت، سریسیت، فنژیت، کلریت و کربنات کلسیم همراه با آهن) در دگرگونی پس رونده تشکیل شده‌اند.

مراجع

[1] Berberian F., *"Tectono-plutonic episodes in Iran. In Gupta HK, Delany FM (eds) Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution"*, American Geophysical Union Geodynamic Series (1981) 5-32.

[2] Samani B. A., *"Metallogeny of the Precambrian in Iran"*, Precambrian research, 39(1) (1988) 85-106.

[3] Ghorbani M., *"A summary of geology of Iran. In: Ghorbani, M. (ed.), The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer Science and Business Media"*, Dordrecht, (2013) pp 45-64.

[4] Moore F., Modabberi S., *"Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central, Iran: New isotopic and geochemical evidence"*, Journal of Scientific of Islamic Republic of Iran, 14 (2003) 259-269.

[5] Jami M., *"Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran"*, PhD Thesis. University of New South Wales (2006).

[6] Torab F., *"Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq mining district, Central Iran. Unpublished PhD Thesis"*, Clausthal University of Technology, Germany (2008).

[7] Bonyadi Z., Davidson G.J., Mehrabi B., et al., *"Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry"*, Chem. Geol. 281 (2011) 253–269.

[8] Stosch H.G., Romer R.L., Daliran F., Rhede D, *"Uranium-Lead ages apatite from iron oxide ores of the Bafq district, East-Central Iran"*, Mineralium Deposita, 46 (2011) 9- 21.

[9] Porter T.M., *"Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralized systems: Part I – An overview. In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective"*, vol. 3. PGC Publishing, (2010a) pp. 5–32.

[10] Skirrow R.G., *"Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. Geoscience Australia, GPO Box 378, Canberra"*, ACT Australia 2601, Australia (2021).

[11] Pollard P.J., *"An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper– gold (IOCG) provinces"*, Miner. Deposita 41 (2006) 179.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

[22] Ghorbani M., *"The Geology of Iran: Tectonic, magmatism and metamorphism*", Springer Nature, (2021) 3030711099.

[23] Mousavi Torkian, *"Geothermobarometry of Tekieh intrusive complex (south of Qorveh, Kurdistan Province)",*, Constraint on using mineral chemistry of amphibole. Ijcm. 29 (4) (2021) 853-870. (In Persian).

[24] Watson E.J., Swindles G.T., Lawson I.T. et al., *"Do peatlands or lakes provide the most comprehensive distal tephra records?*", Quaternary Science Reviews, 139 (2016) 110–128.

[25] Watson E.J., Swindles G.T., Lawson I.T., et al., *"The presence of Holocene cryptotephra in Wales and southern England",* Quaternary Science Reviews. 32(4)(2017) 493–500

[26] Ovalle J.T.X.S., Cruz N.L., Reich M., Barra F., Simon A.C., Konecke B.A., Rodriguez-Mustafa M.X.A.A., Deditius A.P., Childress T.M., Morata D., *"Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions*", Sci. Rep. 8 (1) (2018) 14855.

[27] Rojas P., Barra F., Deditius A., Reich M., Simon A., Roberts M., Rojo M., *"New contributions to the understanding of Kiruna-type iron oxide-apatite deposits revealed by magnetite ore and gangue mineral geochemistry at the El Romeral deposit*", Chile. Ore Geol. Rev. 93 (2018b) 413–435.

[28] Salazar E., Barra F., Reich M., Simon A., Leisen M., Palma G., Romero R., Rojo M., *"Trace element geochemistry of magnetite from the Cerro Negro Norte iron oxide- apatite deposit, northern Chile*", Miner. Deposita 55 (3) (2020) 409–428.

[29] La Cruz N.L., Ovalle J.T., Simon A.C., Konecke B.A., Barra F., Leisen M., Reich M., Childress T.M., *"The geochemistry of magnetite and apatite from the El Laco iron oxide-apatite deposit, Chile*", Implications for ore genesis: Economic Geology 115 (7) (2020) 1461–1491.

[30] Barton M. D., Johnson D. A., *"Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals: in T. M. Porter (editor), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective, Australian Mineral Foundation*", Glenside, South Australia, (2000) p. 43-60

[31] Edfelt A., *"The Tjarrojakka apatite-iron and Cu (-Au) deposits, northern Sweden: products of*

[12] Sillitoe R.H., *"Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view*", Mineralium Deposita 38 (7) (2003) 787–812.

[13] Jami M., Dunlop A.C., Cohen D.R., *"Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit*", Central Iran. Economic Geology, 102 (2007) 1111-1128.

[14] Torab F.M., Lehmann B., *"Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: Apatite geochemistry and monazite geochronology",* Mineralogical Magazine, 71 (2007) 347-363.

[15] Taghipour S., Kananian A., Harlov D., Oberhänsli R., *"Kiruna-type iron oxide-apatite deposits, Bafq district, Central Iran: Fluid-aided genesis of fluorapatite-monazite-xenotime assemblages*", Can Miner. 53 (2015) 479–496.

[16] Khoshnoodi K., Behzadi M., Gannadi-Maragheh M., Yazdi M., *"Alkali metasomatism and Th-REE mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran*", Geol. Croatica 70 (2017) 53–69.

[17] Aghanabati A., *"The Geology of Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran*", Tehran, 586 p. (2004) (In Persian).

[18] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology*", petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. Am. J. Sci. 303 (2003) 622–665.

[19] Nadimi A., *"Evolution of the Central Iranian basement. Gondwana Res. 12, 324–333. Nance, R.D., Gutierez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2010. Evolution of the Rheic Ocean*", Gondwana Res. 17 (2–3) (2007) 194–222.

[20] Shamsipour R., Khakzad A., Rasa I., Vosoughi-Abedini M., *"Mineralogy and fluid inclusion studies of Chador-Malu iron ore deposit, Bafq. Central Iran. Res. J. Univ. Isfahan 29, 129–144 (In Persian)*", Sillitoe, R.H., Burrows, D.R., 2002.

[21] Rajabi A., *"Ore controlling parameters and genesis of sedimentary exhalative Zn-Pb (SEDEX type) deposits, Zarigan-Chahmir area, East of Bafq, Central Iran*", Ph.D. Thesis, Faculty of Science, Tarbiat Modarres University, Iran (2012).

deposit, northern Chile", Econ. Geol. 97 (2002) 1101–1109.

[42] Reyes A.G., *"Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment*", J. Volcanol. Geoth. Res. 43 (1990) 279–309.

[43] Partington G. A., Williams P. J., *"Proterozoic lode gold and iron-copper-gold deposits: A comparison of Australian and global examples*", Economic Geology 13 (2000) 69-101.

[44] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., *"Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil*", Journal of South American Earth Science. 11 (1998) 457-471.

[45] Rose N.M., Bird D.K., Liou J.G., *"Experimental investigation of mass transfer; albite, Ca-Al-silicates, and aqueous solutions*", American Journal of Science January. (1992) 292 (1) 21-57.

[46] Shekarian Y., Hezarkhani A., Anaraki N.N., Hassani A.N., *"Geochemistry and petrography of REE-bearing Fe-oxide assemblages in Choghart iron deposit, Yazd, Iran",* Arab. J. Geosci. 10 (2017) 273.

[47] Pollard P.J., *"An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper gold (IOCG) provinces*", Mineralium Deposita 41 (2006) 179.

[48] Spear J.A., *"Micas in igneous rocks, In: Micas, Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America*", Review in Mineralogy, 13 (1984) 299-356.

[49] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"2nd ed. An introduction to the rock-forming minerals*", Essex: Longman Scientific and Technical; New York: Wiley. ISBN 0470218096 (1992) 696pp.

[50] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, preequilibrated biotites and neo formed biotites, Geomaterial (Mineralogy)*", Competes Rends. Geosciences, 337 (2005) 1415-1420.

[51] Seedorf E., *"Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features*", Econ. Geol. 100 (2005) 251–298.

[52] Çetinkaplan M., Pourteau A., Candan O., Koralay E., Oberhänsli R., Okay A., Chen Ch., Kozlu H., Sengün F., *"P–T–t evolution of eclogite one ore forming event. Lulea tekniska universitet"*, PhD thesis, 167. Haghipour, A., 1977. Geological map of the Biabanak-Bafq area (scale 1: 500,000).

[32] Barton M.D., Johnson D.A., *"Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) Systems*", University of Western Australia Special Publication, (2004) pp. 112–116.

[33] Barton M.D., *"Iron oxide (–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems",* Treatise on geochemistry, 2nd edition Elsevier, (2014) pp. 515–541.

[34] Hitzman M.W., *"Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why",* In: Porter, T. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, 1. PGC Publishing, Adelaide, (2000) pp. 9–25.

[35] Corriveau L., Mumin H., *"Exploring for iron oxide copper gold deposits: Canada and global analogues*", Geol. Assoc. Canada. 20 (2018) 143–155 (Short course notes).

[36] Heidarian H., Lentz D.R., Alirezaei S., McFarlane C.R.M., Peighambari S., *"Multiple stage ore formation in the Chadormalu iron deposit, Bafq metallogenic province, Central Iran: Evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICPMS U-Pb geochronology*", Minerals 8, 87 (2018).

[37] Reyes A.G., *"Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: From diagenesis to volcanic catastrophes*", Geothermal Training Programme. United Nations University (2000).

[38] Sadeghi R., *"Geochemistry and genesis of Nord anomaly Fe deposit, north of Bafgh, Central Iran*", Unpublished MSc Thesis. Tehran University (2007).

[39] Daliran F., Stosch H.G., Williams P., Jamli H., Dorri M.B., *"Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district*", east Central Iran (2010).

[40] Leake B.E., Wolley R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorn F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*", Canadian Mineralogist, 35 (1997) 219-246

[41] Sillitoe R., Burrows D., *"New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]

Proterozoic sedimentary basins, northern Australia", Society of Economic Geologists, pp. 561–607 100th Anniversary Volume (2005).

[55] John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray F., Graybeal F.T., Mars J.L., McPhee D.K., Seal R., Taylor R.D., Vikre P.G., *"Porphyry copper deposit model, chapter B of mineral deposit models for resource assessment*", U.S. Geological Survey, U. S. A, Report 2010–5070 B, 166 pp.

blueschist facies metamorphism in Alanya Massif: time and space relations with HP event in Bitlis", Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2016) 105:247–281.

[53] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of metamorphic rocks. 8th edition*", Springer Heidelberg Dordrecht London New York (2011).

[54] Large R.R., Bull S.W., Mc Goldrick, P.J., Walters S., Derrick G.M., Carr G.R., *"Stratiform and strata-bound Zn-Pb-Ag deposits in*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.7.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.667]